



RAQUEL BATISTA MEDEIROS DA FONSECA

**CLASSIFICAÇÃO DA LINHA DE COSTA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA
DA ILHA DO CABO FRIO, ARRAIAL DO CABO – RIO DE JANEIRO**

Trabalho de Conclusão de Curso

(Bacharelado em Geologia)

**UFRJ
Rio de Janeiro
2009**



UFRJ

Raquel Batista Medeiros da Fonseca

**CLASSIFICAÇÃO DA LINHA DE COSTA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA ILHA
DO CABO FRIO, ARRAIAL DO CABO – RIO DE JANEIRO**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro

Rio de Janeiro
Dezembro de 2009

FONSECA, Raquel Batista Medeiros.

Classificação da linha de costa e evolução holocênica da ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo- Rio de Janeiro / Raquel Batista Medeiros da Fonseca -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

xiv, 034 p.: il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientador: Prof. Dr. João Wagner de Alencar de Castro

1. Geologia. 2. Departamento de Geologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Prof. Dr. João Wagner de Alencar de Castro. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Raquel Batista Medeiros da Fonseca

CLASSIFICAÇÃO DA LINHA DE COSTA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA ILHA DE
CABO FRIO, ARRAIAL DO CABO – RIO DEJANEIRO

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro

Aprovada em: 17.12.2009

Por:

Orientador: Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro (UFRJ)

Prof^a. Dra. Claudia Gutterres Vilela. Departamento de Geologia (UFRJ)

Dr. Fabio Ferreira Dias. LAGECOST (Museu Nacional)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009

Aos meus pais, Raul e Maria Rosane.

Agradecimentos

Primeiramente queria agradecer a Deus por toda força e providência durante esses anos de graduação.

Aos meus pais, Raul e Maria Rosane, por todo amor, carinho e confiança a mim depositado e por estarem sempre ao meu lado, me incentivando a sempre seguir em frente apesar de todas as dificuldades.

Aos meus irmãos, Rafael e Rebeca, meu padrinho José Cristovão e meu noivo Robson pela força e carinho.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro, pela sua atenção, paciência e confiança durante a confecção desse trabalho.

A Paloma pelo auxílio nas análises sedimentológicas.

A Roberta pelo auxílio na utilização do Arc Gis.

Ao Comandante Canabarro e tenente Shirley pela disponibilização de dados e literaturas, que contribuíram muito na revisão bibliográfica.

Aos “campanhas” do CH-12 que me ajudaram nas trocas de serviço, para que eu não perdesse aulas e provas.

A todos grandes amigos que fiz durante a graduação, em especial Kelly, Clarissa, Maura, Daniele, Luciana, Alcina e Karina, onde a ajuda foi essencial durante o conturbado final de curso.

E por fim a todos que contribuíram para a realização deste trabalho.

Resumo

FONSECA, Raquel Batista Medeiros. Classificação da Linha de Costa e Evolução Holocênica da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo – Rio de Janeiro. 2009. xiv, 034 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A área de estudo localiza-se na ilha do Cabo Frio, município do Arraial do Cabo - Estado do Rio de Janeiro. A morfologia reflete as rochas alcalinas locais caracterizadas por relevo irregular alongado com cerca de 8,0 km² e altitudes que atingem 390 m acima do nível do mar. O clima apresenta-se quente com períodos secos. O regime de vento é predominantemente de nordeste, propiciando a formação de dunas escalonares. O presente trabalho tem como objetivo propor uma classificação para a linha de costa e estudar a evolução holocênica da ilha do Cabo Frio a partir de dados pré-existentes e de levantamento sedimentológico realizado na praia do Farol. Como método de trabalho coletou-se oito amostras de sedimentos nos segmentos de antepraia, praia, pós-praia e campo de dunas (caminhamento transversal). Em seguida as amostras foram processadas e analisadas em laboratório. Os procedimentos de gabinete constaram de elaboração do modelo digital do terreno - MDT e classificação da linha de costa. Os resultados mostram que ocorre uma granodecrescência da antepraia para a pós-praia e que transporte transversal e longitudinal de sedimentos é controlado pela ação de ondas de nordeste. A ilha de Cabo Frio pode ser classificada como um litoral de costas rochosas de morfologia irregular com promontórios e uma pequena enseada. Foi proposta uma cronologia da evolução holocênica para a área de estudo, em que primeiramente houve formação dos *beachrocks*, posteriormente a ocupação de comunidades de caçadores coletores e por fim o desenvolvimento do campo de dunas escalonares.

Palavras-chave: Ilha do Cabo Frio; Holoceno; Linha de costa.

Abstract

FONSECA, Raquel Batista Medeiros. Coastline classification and Holocene evolution of Cabo Frio island. 2009. xiv, 034 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The area of study is located in Cabo Frio Island, Arraial do Cabo city – Rio de Janeiro state. The morphology reflects the local alkaline rocks and it is characterized by a irregular relief along about 8 km² and altitudes reaching 390 m above sea level. The weather is hot with dry periods. The wind scheme is predominant from northeast, forming the climbing dunes. This paper aims to propose a classification for the coastline and to study the Holocene evolution of Cabo Frio Island, based on pre-existing data and sedimentological survey conducted at Farol Beach. The work methodology was consisted of collecting eight samples of sediments in the segments of shoreface, beach, back-shore and dune field (cross-pathway). Then the samples were processed and analyzed in the laboratory. The procedures of office consisted of construction of the digital model terrain - MDT and classification of the coastline. The results show that there is a finning up from shoreface to backshore, and transverse and longitudinal transport of sediments is controlled by the action of waves from the northeast. Cabo Frio Island can be classified as a rocky shoreline with irregular morphology with promontories and a small creek. We propose a chronology of the Holocene evolution for the study area, according to which the first phase was the beachrocks formation, then the occupation of communities of gatherers hunters and finally the development of climbing dunes.

Key-Words: Cabo Frio island; Holocene; Coastline

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo.....	3
Figura 2- Mapa geológico da Ilha de Cabo Frio e de Arraial do Cabo.....	9
Figura 3- Praia do Farol, Ilha de Cabo Frio.....	9
Figura 4- Rochas de praia (<i>beachrocks</i>) encontradas na praia do Farol.....	11
Figura 5- Mapa de localização da coleta das amostras na praia do Farol.....	17
Figura 6- Modelo Digital do Terreno da ilha do Cabo Frio.....	22
Figura 7- Histograma mostrando que 45 % da amostra na antepraia representam um D_{50} de 0,25mm.....	24
Figura 8- Histograma mostrando que 70 % da amostra da praia representam um D_{50} de 0,25mm.....	24
Figura 9- Histograma mostrando que 75 % da amostra na praia representam um D_{50} de 0,25 mm.....	24
Figura 10- Histograma mostrando que 59 % da amostra na antepraia representam um D_{50} de 0,50mm.....	25
Figura 11- Histograma mostrando que 70 % da amostra na praia representam um D_{50} de 0,25 mm.....	25
Figura 12- Histograma mostrando que 58 % da amostra na pós-praia representam um D_{50} de 0,25 m.....	25
Figura 13- Histograma mostrando que 90 % da amostra na Duna1 representam um D_{50} de 0,125 mm.....	26
Figura 14- Histograma mostrando que 85 % da amostra na Duna 2 representam um D_{50} de 0,125 mm.....	26

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Escala granulométrica.....	19
Tabela 2- Grau de seleção dos sedimentos.....	20
Tabela 3- Diâmetro mediano dos grãos (D_{50}) para a praia do Farol.....	26
Tabela 4- Valores da seleção das amostras.....	27
Tabela 5- Grau de seleção das amostras obtidas na praia do Farol.....	27

Sumário

Agradecimentos	viii
Resumo	ix
<i>Abstract</i>	x
Lista de figuras	xi
Lista de tabelas	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da área.....	3
1.2 Objetivos.....	4
1.2.1 Objetivo Geral.....	4
1.2.2 Objetivo Específico.....	4
2 DIAGNÓSTICO AMBIENTAL	5
2.1 Geologia Regional.....	5
2.2 Geologia da área de estudo.....	7
2.3 Variações do nível do mar.....	10
2.4 Geomorfologia da área.....	11
2.5 Aspectos Climáticos.....	12
2.5.1 Clima de ventos.....	12
2.5.2 Índice Pluviométrico.....	13
2.5.3 Clima de ondas.....	13
2.5.4 Marés.....	15
3 MATERIAS E METÓDOS	16
3.1 Revisão Bibliográfica.....	16
3.2 Modelo Digital do Terreno.....	16
3.3 Trabalho de Campo (Levantamento Sedimentológico).....	17
3.4 Etapas de laboratório.....	18
3.5 Parâmetros estatísticos	19
3.5.1 Diâmetro médio do grão (D_{50}).....	19
3.5.2 Grau de Seleção.....	20

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	21
4.1 Modelo Digital do Terreno.....	21
4.2 Análise Sedimentológica.....	23
4.2.1 Diâmetro médio do grão (D_{50}).....	23
4.2.2 Grau de Seleção.....	27
4.3 Cronologia da Evolução Holocênica da ilha do Cabo Frio.....	28
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	30
Referências bibliográficas	31

1. INTRODUÇÃO

Ilhas marítimas são classificadas em ilhas costeiras ou continentais e ilhas oceânicas ou pelágicas. As ilhas costeiras localizam-se próximo do continente muitas vezes dentro de enseadas e baías, enquanto as oceânicas ficam muito mais afastadas da costa, em geral em pontos rasos da plataforma continental ou em mar profundo.

Os primeiros trabalhos sobre a evolução holocênica da região do Cabo Frio foram desenvolvidos por Martin *et al* (1997), Turq *et al* (1999), Castro *et al* (2003), Dias (2005), Rangel (2005), Castro (2006), Pereira (2008), Dias *et al* (2008), Dias (2009), Castro & Suguio (2009). Os referidos trabalhos abordaram problemas relacionados às variações do nível do mar ao longo do Holoceno, movimentação de dunas e erosão costeira. Na ilha do Cabo Frio ou ilha do Farol poucos estudos enfocam a evolução holocênica desse ambiente insular, cita-se levantamentos geológico - arqueológicos desenvolvidos por Savi *et al* (2005) e mais recentemente o trabalho referente às oscilações negativas do nível do mar desenvolvido por Castro & Suguio (2009).

Trabalhos referentes ao ambiente praiial enfocando aspectos relacionados ao balanço sedimentar e transporte de sedimentos, ainda não foram realizados na ilha do Cabo Frio. Segundo Souza *et al* (2005) praias são depósitos de material inconsolidado como areia e cascalho formado na interface entre a terra e o mar ou outro corpo aquoso de grandes dimensões (rios e lagos), retrabalhados por processos atuais associados a ondas, marés, ventos e correntes, geradas por esses três agentes.

A linha de costa refere-se ao limite água-terra e varia segundo uma faixa mais ou menos estreita determinada pelas variações das marés e pelo relevo da costa. Incluem o ambiente arenoso, costões rochosos, falésias, campo de dunas, limites de deltas e outros ambientes

relacionados a área costeira. Regionalmente, a linha de costa pode mudar de posição devido a variações relativas do nível do mar, tendo como causas:

- 1- Oscilação do nível dos oceanos (eustasia), ocasionada por variações climáticas globais;
- 2- Soerguimento ou abatimento da crosta terrestre devido à isostasia.

Segundo Andrés & Gracia (2000), os critérios utilizados para a classificação das costas se referem ao contexto geológico/geodinâmico que se desenvolvem, aos processos físicos e oceanográficos dominantes, ao tipo de morfologia observado e a sua origem.

Do ponto de vista fisiográfico, a ilha do Cabo Frio localiza-se no município de Arraial do Cabo, extremo leste do Estado do Rio de Janeiro. Apresenta morfologia alongada, ocupando uma área de aproximadamente 6,5 km² e o seu ponto mais elevado alcança uma altitude de 390 metros acima do nível do mar. A geologia da ilha caracteriza-se por rochas alcalinas constituída por nefelina sienito e álcali sienito, gerada através de eventos magmáticos da abertura do oceano Atlântico e por atividades de plumas mantélicas (*hot spot*) de idade Mesozóico-Cenozóico.

O presente trabalho tem como objetivo propor uma classificação para a linha de costa e estudar a evolução holocênica da ilha do Cabo Frio a partir de dados pré-existentes e de levantamento sedimentológico realizado na praia do Farol.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo geral propor uma classificação da linha de costa e estudar a evolução holocênica da ilha do Cabo Frio a partir de dados pré-existentes e levantamentos sedimentológicos realizados na praia do Farol.

1.2.2. Objetivos específicos

- Elaboração de um Modelo Digital do Terreno com o objetivo de desenvolver uma classificação de linha de costa.
- Estudar os aspectos sedimentológicos do ambiente holocênico constituído por dunas, praia e antepraia.
- Desenvolver uma cronologia dos eventos ocorridos no Holoceno a partir de dados pré-existentes.

2. DIAGNOSTICO AMBIENTAL

2.1. Geologia Regional

A linha de costa ao longo dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro apresentam tendência geral nordeste, paralela às direções estruturais Pré- Cambrianas, com notável exceção do trecho entre a baía da ilha Grande e Cabo Frio, onde ocorre uma inflexão para uma direção aproximada leste – oeste. Ao norte da linha de costa ocorre um alinhamento de intrusivas alcalinas (ilha do Cabo Frio) que há longo tempo tem chamado atenção de pesquisadores para um possível modelo do tipo *hot spot* para essas ocorrências. Na região do cabo Frio a inflexão da linha de costa tem sido interpretada por vários autores como a decorrência da ruptura entre a África e a América do Sul ao longo de uma linha de fraqueza que condicionou a formação de zonas cisalhantes leste – oeste tanto no Brasil como na região costeira de Angola (Mohriak *et al*, 1990).

A Ilha do Cabo Frio é a representação em superfície do magmatismo alcalino de idade variando entre 52 e 59 milhões de anos que ocorreu no sudeste brasileiro. Este magmatismo de idade Mesozóico-Cenozóico no estado do Rio de Janeiro é representado por uma série de intrusões alcalinas, que englobam Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itaúna, Mendanha, Soarinho, Morro de São João e a ilha do Cabo Frio (Sichel *et al*, 2005).

Estas intrusões ígneas alinhadas na direção leste-oeste, são denominadas por Almeida *et al.*(1996), como Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio compreendendo uma sequência de eventos vulcânicos localizados, representados por rochas alcalinas que formam *stocks*, *plugs*, possíveis chaminés, diques, excepcionalmente derrames e piroclásticas. Essas rochas apresentam idades variando do Cretáceo Superior ao Eoceno e se alinham numa direção NW-SE, no estado do Rio de Janeiro, e cortam, de forma oblíqua, a direção

preferencial das estruturas tectônicas da Faixa Orogênica Ribeira, de idade pré-cambriana a cambriana.

Almeida (1991) refere-se a essas rochas alcalinas como sendo predominantemente félsicas e representadas principalmente por nefelina sienito, pulaskito, foiaíta, fonólito, tinguaito e traquito.

As intrusões alcalinas variam nas suas idades em um intervalo de 93-52 Ma, decrescendo de W para E, ou seja, de Poços de Caldas para Cabo Frio. A intrusão da Ilha do Cabo Frio é a manifestação mais jovem do magmatismo alcalino no continente, ocorrendo num intervalo entre 52.1-59.1 Ma.

A Ilha do Cabo Frio é importante por ser a primeira expressão alcalina emersa da Zona de Fratura de Martins Vaz. Este lineamento tem sua continuidade submersa, representada por montes submarinos Almirante Saldanha e São Tomé (Sichel *et al*, 2005).

Esta zona de fratura separa estruturalmente a Bacia de Campos, principal produtora de petróleo e gás do Brasil, e a Bacia Santos, sendo denominado Alto de Cabo Frio. Este magmatismo alcalino é também observado dentro e cortando na forma de diques os sedimentos destas duas bacias sedimentares.

O vulcanismo do Alto de Cabo Frio ocorreu aproximadamente entre 45 e 55 Ma (Cordani 1970, Cordani & Blazekovic 1970), ou seja, no Eoceno Inferior, quando o *hot spot* teria atingido a margem leste continental. Esse vulcanismo representado por edifícios vulcânicos que ocorreu na borda do continente Sul-Americano e na plataforma continental do sudeste do Brasil é testemunho da grandeza desse evento magmático.

2.2. Geologia da área de estudo

As rochas encaixantes nas quais o Complexo de Cabo Frio está intrudido são metamórficas, principalmente ortognaisses e migmatitos, com idade de 1800 Ma (Zimbres *et al.* 1990).

Neste embasamento metamórfico, o ortogneisse possui bandamento geralmente expressivo, porém observa-se textura quase equidimensional em alguns afloramentos. Ocorre intercalação de enclaves anfibolíticos de espessura de 10 cm a 5 m. Alguns enclaves máficos apresentam forma fragmentada sugestiva de estrutura remanescente de xenólito e certos enclaves mostram forma tabular parecidos a dique. A direção do ortogneisse desta região, denominada Bloco Cabo Frio, é significativamente diferente das rochas metamórficas do Terreno Oriental, de N45° a 55°E (Trouw *et al.* 2000). Devido a isso, o Bloco Cabo Frio é considerado como uma parte do Cráton Congo (Schmitt *et al.* 2004).

Esses corpos são cortados por diques máficos intrusivos no início do Cretáceo, sendo esses diques compostos de três litologias distintas: lamprófiro, que intrudem o ortogneisse, porém não intrudem o corpo sienítico da ilha do Cabo Frio, de traquito com forte alteração deutérica gerados por metassomatismo e por fim de fonolito sem alteração deutérica.

O embasamento metamórfico e os diques máficos são cortados por corpos tabulares de rochas alcalinas félsicas e máficas intrusivos no início do Cenozóico (Motoki *et al.* 2008).

A intrusão alcalina da ilha do Cabo Frio é constituída por nefelina sienito e álcali sienito, onde é interpretado que o corpo sienítico é estendido até o Pontal do Atalaia (Figura 2). Segundo Motoki & Sichel (2008), esta rocha sienítica do Pontal é formadora de um dique com largura em torno de 10 m intrusivo no ortogneisse e que a parte sudoeste da ilha do Cabo Frio é composta de ortogneisse do embasamento metamórfico. Sendo assim, o corpo sienítico tem distribuição menor do que a estimativa anterior, encontrando-se em uma área alongada em NE - SW com extensão de 3.3 Km x 1.8 Km.

Entre essa intrusão ígnea e os gnaisses do embasamento ocorrem brechas de contato que constituem um conduto subvulcânico. As exposições atuais correspondem à estrutura subvulcânica de 3 km de profundidade, correspondendo ao nível da base de uma câmara magmática. As brechas magmáticas são formadas por fragmentos da rocha encaixante que foram quebradas pelo magma na sua ascensão a superfície.

O ambiente holocênico da Ilha está localizado na praia do Farol, sendo compostas pelo ambiente praial, dunas, rochas de praia (*beachrocks*) e sambaqui (Figura 3).

No ambiente praial holocênico encontra-se um campo de dunas escalonares denominado por Castro (2003) como “*climbing dunes*”. De acordo com Castro (2001), essas dunas se assemelham as dunas da praia do Perú, que são caracterizadas por um sistema eólico oblíquo submetido a regime de ventos unimodal. As características montanhosas de retaguarda fazem com que parte dessas feições eólicas assumam características escalonares “*climbing dunes*”. As formas resultantes decorrentes do sistema de vento unimodal na ilha são: barcanas e barcanóide.

Sobre o campo de duna ocorre um sítio arqueológico (sambaqui) caracterizado por duas camadas diferenciadas. A primeira caracteriza-se por uma camada malacológica de 9,0 cm de espessura de coloração marrom. A outra camada macológica é composta por carapaças de moluscos com predomínio de *Pinctada imbricata*, ossos de peixes e artefatos (ósseos e líticos). Devido a sua localização o sambaqui encontra-se submetido à ação dos ventos de nordeste que ora soterra ou transporta o material arqueológico (Savi *et al* 2005).

Frontais ao campo de dunas foram identificados quatro alinhamentos de rochas de praia (*beachrocks*), pouco expressivo, muito próximo uns aos outros, de composição predominantemente carbonática. Os dois primeiros encontram-se emersos, entre o zero atual e a altitude de 1,0 m, enquanto, os outros dois, apresentam-se submersos entre as cotas batimétricas de -2,0 a -4,5 m (Castro & Suguio, 2009).

2.3 – Variações do nível do mar

A variação no nível do mar é um fenômeno controlado por dois processos básicos: as mudanças climáticas e o tectonismo. Esses processos agem em diferentes escalas de tempo e magnitude. E são essas oscilações no nível do mar e as variações climáticas que caracterizam o Quaternário (Dias *et al*, 2009).

De acordo com Martin *et al* (1993) apud Castro & Suguio (2009), a evolução geológica da planície costeira na região de Arraial do Cabo é resultante das flutuações do nível relativo do mar ocorridas principalmente no Holoceno.

No contexto de oscilações do nível relativo do mar ocorrentes no Quaternário, Castro *et al* (2007) apresentam registros paleoclimáticos do Holoceno para o sítio Pântano da Malhada a cerca de 13 km a noroeste da área de estudo. Segundo Castro *op cit*, o máximo transgressivo ocorreu por volta de 5.100 anos AP ocasionando a formação da paleolaguna de Tauá. Esta conclusão foi resultante de datações C^{14} de coquinas preservadas com idades calibradas em torno de 5.034 a 5.730 anos AP. Nesta localidade, sistemas de ilhas barreiras se estabeleceram a frente da paleolaguna, ocasionando processos de dessecamento e colmatção, originando áreas de brejos e pântanos (Martin *et al*, 1997 apud Castro *et al*, 2007). De acordo com o estudo, o máximo transgressivo registrou um nível d'água de 4,5 metros no centro da paleolaguna e 0,30 metros em sua extremidade. Durante o máximo transgressivo de 5.100 anos AP, a paleolaguna esteve ligada ao mar através de um paleocanal situado na extremidade nordeste da praia do Perú (Castro *et al*, 2007). A ocorrência de terraços marinhos com textura variando de areias a cascalhos provenientes da dissecação dos maciços rochosos e costões na região são associados ao evento de máximo transgressivo (Turq *et al* 1999 apud Rangel, 2005).

Outros indicadores dessas flutuações na região de Arraial do Cabo são vermitídeos e cracas encontrados na Prainha, a 1,5 m acima do nível do mar (Dias, 2009).

Na área de estudo há poucos estudos sobre essas variações, cita-se Castro & Suguio (2009). Através do estudo e datações de *beachrocks* presente na praia da ilha, os referidos autores obtiveram resultados que sugerem que entre 13.130 a 11.149 cal AP ocorreu localmente uma variação do nível relativo do mar em torno de 5,0 m, correspondendo provavelmente a oscilações negativas de -4,5 e positivas de + 1,0m (Figura 4).



Figura 4: Rochas de praia (*beachrocks*) encontradas na praia do Farol. Fonte: Raquel Fonseca (2009).

2.4. Geomorfologia da área

A ilha do Cabo Frio apresenta uma área de aproximadamente 8 km² com altitudes que atingem até 390 metros. Caracteriza-se por uma forma alongada dividida em dois compartimentos morfológicos, cujos limites estão relacionados aos dois principais tipos litológicos que constituem a ilha: Nefelina sienitos e Sienitos.

O primeiro compartimento (nordeste da ilha) apresenta uma série de picos com altitude em torno de 340 metros, onde se encontra o antigo farol. No segundo, a sudoeste da ilha as altitudes são mais baixas, chegando ao máximo a 260 metros. Neste compartimento localiza-se

o ambiente praial arenoso, limitado por *beachrocks* e por um campo de dunas escalonares. Ainda no segundo compartimento identifica-se a fenda de Nossa Senhora formada pela erosão de um dique fonolítico. É possível que em uma condição de nível do mar mais alto, essa feição estrutural possa formar um novo canal entre a enseada e o mar aberto.

Entre o pontal do Atalaia e a ilha de cabo Frio registra-se a presença de um estreito de 30 metros de largura com aproximadamente 40 metros de profundidade denominado canal do Boqueirão. Conforme trabalhos desenvolvidos por Silva (1985), a batimetria da enseada entre o continente e a ilha do Cabo Frio é caracterizada por isobatas suaves com profundidade média de 10 metros. No centro da enseada verifica-se a ocorrência de um banco arenoso “*sand bar*” alongado entre as profundidades de - 1,0 a - 2,0 metros. Provavelmente essa feição morfológica submarina seja uma das fontes de sedimento para o desenvolvimento do campo de dunas (Silva & Castro, 2008).

2.5 – Aspectos climáticos

2.5.1 – Clima de ventos

A circulação atmosférica na área de estudo é um sistema que integra predominância do anticiclone tropical atlântico, gerador de ventos do quadrante nordeste na maior parte do ano, e o avanço de sistemas frontais oriundos do anticiclone subtropical atlântico. Nimer (1989) mostrou relações entre os padrões de circulação atmosférica e as direções dos ventos. O avanço de frentes frias caracteriza-se por orientação de NW-SE e W-E. Os ventos que chegam à região oriunda de frentes frias são mais freqüentes nos quadrantes S e SE, sendo que a posição da frente fria em latitudes mais baixas implica em ventos de direção SE. Dados coletados em escala anual pela estação meteorológica mantida pela Companhia de Álcalis (Arraial do Cabo) apontam que a freqüência dos ventos de nordeste na região está na ordem de 40% (Rangel, 2005).

2.5.2. Índice Pluviométrico

A região é caracterizada por um clima úmido com estação chuvosa no verão e seca no inverno, onde segundo a classificação de KOPPEN, ela apresenta algumas particularidades, no qual individualiza esta área do resto do Estado do Rio de Janeiro, atribuindo uma condição “sui-generis” dentro do quadro climático da região (Barbiéri, 1984).

Em média, as precipitações variam de 1.200 a 1.400mm/ano e a taxa de evaporação é de 700 mm/ano. A temperatura média é ligeiramente superior a 23°C e a insolação (horas de sol) varia entre 200 e 220 horas/mês (Barbière, 1984), sendo uma das maiores do Estado.

Neste conjunto tropical úmido, a região de Cabo Frio apresenta um microclima muito particular de tipo semi-árido, caracterizado por fracas precipitações durante quase todo ano (janeiro-agosto) e também baixa nebulosidade.

2.5.3. Clima de ondas

Trabalhos desenvolvidos anteriormente na bacia de Campos definem o clima de ondas predominante como de tempo bom, com ondulações variando no quadrante nordeste, com ocorrência de marulhos provenientes de anticiclones do Atlântico sul (AAS) associados com sistemas frontais e frentes frias polares, com direção leste-sudeste. Segundo Pinho (2003), o estado de mar com maior probabilidade de ocorrência na bacia de Campos é caracterizado por ondas com período significativo entre 5s e 6s e alturas significativas entre 1,5m e 2,0m, sendo que os maiores períodos significativos obtidos pelo autor estão entre 13s e 15s e as maiores alturas significativas entre 2,5m e 3,5m. Os sistemas frontais alteram as condições meteorológicas na região, influenciando diretamente as forçantes marinhas e o transporte sedimentar, que é alterado em volume transportado, granulometria e direção do fluxo. Segundo Nimer (1989) os maiores registros de avanços de frentes frias associadas a sistemas frontais ocorrem no verão.

Na região de estudo ocorre o fenômeno de ressurgência costeira. Esse fenômeno é gerado por ventos de nordeste (NE), produzidos por um centro atmosférico de alta pressão semipermanente sobre o Oceano Atlântico Sul, que faz gerar o afloramento de águas frias e ricas em nutrientes da chamada Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

Essa direção de vento é dominante e ocorre durante todo ano, sendo interrompidas por passagem de sistemas frontais pela região, no que ocorre a mudança da direção do vento para SW, diminuindo assim intensidade da ressurgência.

De acordo com Barbosa (2003), as anomalias de temperatura negativa da superfície do mar causadas pelo direcionamento dos ventos na ressurgência costeira estão presentes na plataforma continental sudeste brasileiro, especialmente durante o verão. Quando os ventos de nordeste persistem por vários dias, uma forte ressurgência pode ocorrer com a queda da temperatura da superfície do mar a 15°C (ou menos) próximo da costa de Cabo Frio. Estas temperaturas estão em torno de 10°C mais frias que aquelas das águas médias ou externas da plataforma. As camadas superficiais da região de quebra da plataforma estão geralmente ocupadas pelas águas da Corrente do Brasil, com altas temperaturas e salinidade. As temperaturas da corrente do Brasil podem alcançar de 25°C a 27°C durante o verão e de 22°C a 24°C durante o inverno.

A existência desta subida de águas fria oriundas das correntes das Malvinas nessa região é o resultado de três fatores principais:

- A mudança brusca de orientação da linha de costa;
- O deslocamento sazonal do eixo da Corrente do Brasil, que é desviado ao largo no verão;
- O regime de ventos da região de Cabo Frio.

A subida de águas frias se processa da seguinte maneira: no verão, as águas superficiais quentes da Corrente do Brasil, que margeiam a costa em direção ao sul, são desviadas para

leste. As águas quentes de superfície são levadas para o largo, o que provoca uma subida das águas profundas mais frias e mais densas do talude sobre a plataforma continental até uma profundidade de uns 50m, sem, todavia aflorar. Este bombeamento vertical provoca um gradiente de pressão zonal associado a uma corrente geostrófica, ao longo da costa (Barbosa,2003).

A intensificação da ressurgência na região de Arraial do Cabo induz a uma diminuição da precipitação e, conseqüentemente, um aumento na aridez climática, evaporação e salinidade das lagoas. Em contrapartida, quando há o enfraquecimento da mesma, ocorre um efeito oposto. Sendo assim, a ressurgência é um importante parâmetro para a caracterização climática da região.

2.5.4. Marés

A região de Arraial do Cabo está inserida no compartimento do litoral brasileiro dominado por micromarés. As amplitudes de maré neste trecho de litoral são menores que 2,0 metros. Segundo a Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN, Marinha do Brasil, o regime de maré na região é do tipo semidiurna, com preamares na ordem de 1,0 metro, baixa-mares entre 0,06 e 0,025 metro em relação ao nível de redução de 0,67 metro, sem considerar efeitos de maré meteorológica e pressão atmosférica.

3. MATERIAIS E METÓDOS

3.1. Revisão Bibliográfica

Para a realização do presente estudo foi consultado diversos trabalhos pertinentes ao assunto, como artigos, livros, monografias, dissertações e trabalhos publicados em eventos científicos que puderam dar uma base de conhecimento para a confecção do mesmo.

3.2. Modelo Digital do Terreno

Foi confeccionado um Modelo Digital do Terreno (MDT), a partir da Carta Náutica nº1503, do ano de 1982, escala 1:50.000, pertencente à Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) - Marinha do Brasil.

Para a confecção deste MDT foi utilizado o programa Arc Gis, seguindo a determinada metodologia a seguir:

- Foi criado um *shape* (são arquivos onde guardam os polígonos delimitadores dos tipos de áreas contidas nas imagens) para cada categoria de forma, ou seja, um *shape* para as curvas de nível e batimétrica e outro para os pontos.
- As curvas de nível, as curvas batimétricas e os pontos altimétricos foram vetorizados e criado uma tabela para cada *shape*, onde temos um campo que inserimos o valor da altura altimétrica de cada forma criada. Esses dados são importantes para a geração do Modelo Digital do Terreno, pois é a partir do mesmo que ele vai calculado. A curva batimétrica entrou com valor negativo.
- Após essas etapas de criação dos *shapes*, a partir das ferramentas *Arctoolbox* → 3D *analyst tools* → *raster interpolation* → *topo to raster*, e assim geramos o modelo 3D.
- Foi criada uma superfície diferenciada pelas classes altimétricas, que nas propriedades deste *raster* podemos modificar as classes (aumentar ou diminuir o número de classes e ainda podemos definir o intervalo de cada classe).

- Por fim no *arcscene*, inserimos o *raster* e ativamos a função 3D sem exagero.

3.3. Trabalho de Campo (Levantamento sedimentológico)

O trabalho de campo foi realizado em maio / 2009 na praia do Farol (ilha do Cabo Frio) constou de coleta de material sedimentar (siliciclástico), nos diversos ambientes holocênicos que a constituem.

Foi coletado um total de oito amostras, sendo seis delas em dois perfis (denominado A e B), num caminhar transversal e as outras duas amostras no campo de dunas (denominadas D₁ e D₂). Estes perfis estão localizados cada um em uma extremidade do arco praial (Figura 5), coletando em cada um deles três amostras no ambiente de praia (antepraia, praia e pós-praia).

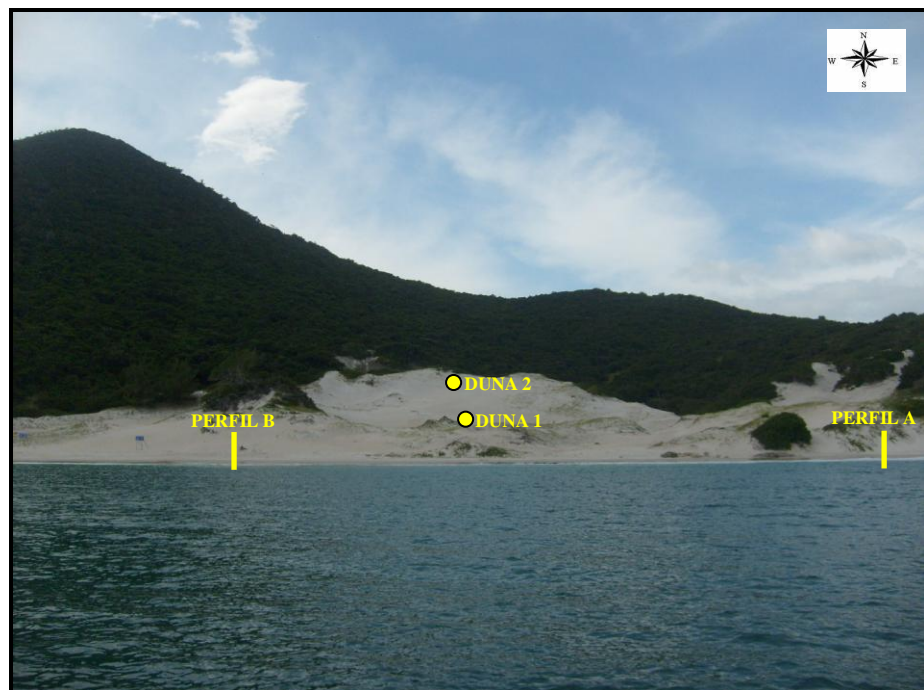


Figura 5: Figura de localização da coleta das amostras na praia do Farol. Fonte: Raquel Fonseca (2009).

Para realização do mesmo, foi utilizada uma pequena pá e o material coletado foi acondicionado em sacos plásticos e etiquetado, para posterior identificação e análise em laboratório.

3.4. Etapas de laboratório

O tratamento das amostras foi realizado no Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia & Meio Ambiente do Museu Nacional - UFRJ.

A metodologia utilizada para análise granulométrica constou-se em primeiramente, na padronização do peso das amostras em uma balança de precisão e lavagem das mesmas em água destilada para retirada do sal.

Após isso, pesou-se o material úmido e foi colocado na estufa de secagem e esterilização (modelo 315 SE), com temperatura média de 80°C, durante cerca de 12 horas até se encontrarem totalmente secas.

Posteriormente, as amostras foram pesadas, a fim de se obter o valor real do peso das mesmas, e foram desagregadas com o auxílio de um bastão.

Para a análise desse material, as mesmas foram colocadas em um processador de peneiras variando de 2 mm a 0,062 mm de malha, onde cada amostra foi processada na posição 6 (velocidade do equipamento) durante 15 minutos.

Para interpretação destes dados, foi feita a adoção da escala “Fi”, sistemática e logarítmica de base 2, devendo-se ao fato de que, além de ser a medida de tamanho tradicionalmente considerada na sedimentologia, ela facilita os trabalhos de análise e os cálculos estatísticos de granulometria (Silva,1985).

Por fim, os valores das frações pesadas foram lançados num programa de computador para que fossem geradas as análises sedimentares.

3.5. Parâmetros estatísticos

3.5.1 - Diâmetro Médio do Grão (D_{50})

Para a identificação e classificação dos tipos de sedimentos foram estabelecidos a partir dos cálculos do seu diâmetro médio, que constitui uma das medidas de tendência central das curvas de distribuição (Silva, 1985).

A importância desta medida está em representar uma média geral do tamanho dos sedimentos de uma amostra, sendo ressaltada em função das informações adicionais, que podem ser inferidas dos seus resultados, principalmente em relação à fonte de suprimento, aos processos deposicionais ocorridos e à competência do transporte por correntes em ambientes marinhos, aos quais estiveram sujeitos os sedimentos de uma região (Inman, 1949).

Para esta análise do diâmetro médio do grão foi usada a tabela de Wentworth de 1922, para a conversão dos dados e posterior classificação granulométrica (Tabela 1).

Tabela 1 – Escala granulométrica (Wentworth, 1922)

Classificação	Fi (ϕ)	mm
Matacão	< -8 a -6	< 256 a 64
Cascalho muito grosso	< -6 a -5	< 64 a 32
Cascalho grosso	< -5 a -4	< 32 a 16
Cascalho médio	< -4 a -3	< 16 a 8
Cascalho fino	< -3 a -2	< 8 a 4
Cascalho muito fino	< -2 a -1	< 4 a 2
Areia muito grossa	< -1 a 0	< 2 a 1
Areia grossa	< 0 a 1	< 1 a 0,5
Areia média	< 1 a 2	< 0,5 a 0,25
Areia fina	< 2 a 3	< 0,25 a 0,125
Areia muito fina	< 3 a 4	< 0,125 a 0,0625
Silte grosso	< 4 a 5	< 0,0625 a 0,03125
Silte médio	< 5 a 6	< 0,03125 a 0,0156
Silte fino	< 6 a 7	< 0,0156 a 0,0078
Silte muito fino	< 7 a 8	< 0,0078 a 0,0039
Argila	< 8	< 0,00039

3.5.2 - Grau de Seleção

O selecionamento de um material depende da variação no tamanho do material fornecido, do tipo de deposição a que este material esteja submetido (espalhamento) e da atuação das ondas ou correntes, cuja constância e intensidade irão influenciar e determinar o grau de selecionamento de uma amostra (Silva, 1985). Para a análise do grau de seleção das amostras foi usada como base a tabela de Friedman de 1962 (Tabela 2).

Tabela 2 – Grau de seleção dos sedimentos (Friedman, 1962)

Grau de seleção	
< 0,35	Muito bem selecionado
0,35 a 0,50	Bem selecionado
0,50 a 0,80	Moderadamente bem selecionado
0,80 a 1,40	Moderadamente selecionado
1,40 a 2,00	Pobrementemente selecionado
2,00 a 2,60	Muito pobrementemente selecionado
>2,60	Extremamente mal selecionado

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Modelo Digital do Terreno

O Modelo Digital do Terreno foi elaborado na escala de 1:50.000 caracterizando-se por altitudes que variam de zero a 390 m(Figura 6). O ambiente holocênico da ilha do Cabo Frio é representado através das altitudes entre 0 a 40 m. O ambiente de praia localiza-se entre a altimetria de 1,0 m e a batimetria de -2,0 m podendo ser observado pela coloração bege no modelo digital do terreno. O ambiente eólico inicia-se na altitude de 1,0m e estende-se até a altitude de 40 m representada pela coloração bege escura. As linhas em rosa representam as altitudes mais elevadas do terreno representado pelo topo da ilha do Cabo Frio entre as altitudes de 200 m a 390 m.

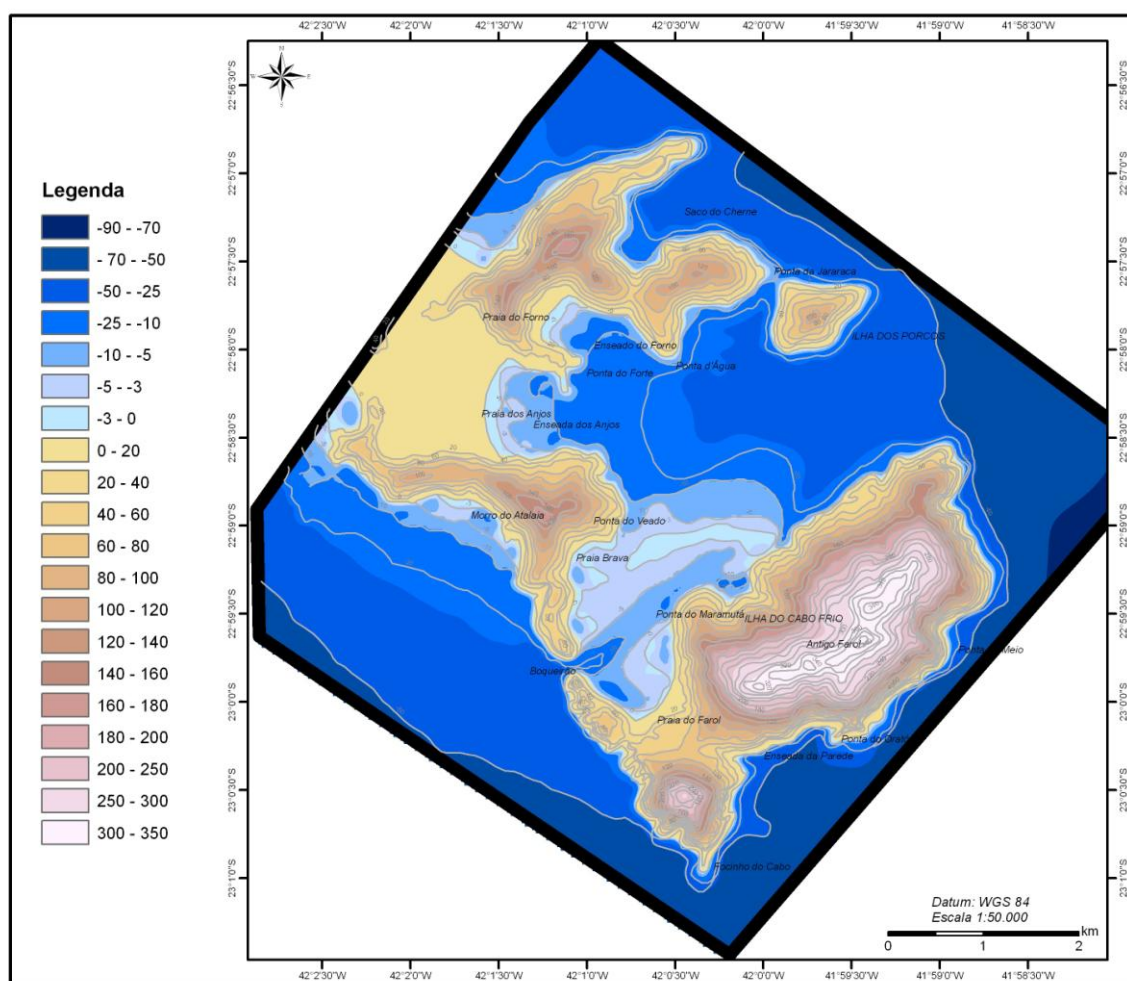


Figura 6: Modelo Digital do Terreno da ilha do Cabo Frio

De acordo com a classificação de Andrés & Gracia (2000) a região da ilha do Cabo Frio pode ser classificada como:

- Classificação geotectônica: Este tipo de classificação não se aplica em escalas locais, onde a diversidade dos tipos de linha de costas está associada a outros fenômenos que também influenciam na evolução da morfologia costeira. Em termos regionais a área está inserida na costa denominada como costa de afastamento, que são decorrentes do movimento divergente entre placas litosféricas. Este tipo de costa é caracterizado por receber a maior parte dos aportes hídricos dos continentes sobre o qual se desenvolvem, já que o outro extremo do continente está constituído por uma margem ativa, com presença de sistemas montanhosos costeiros e se desenvolvem amplas costas de caráter sedimentar, alimentados por bacias fluviais de grande extensão.
- Classificação Físico-oceanográfico: Esta classificação enfatiza o estado energético e o tipo de agentes oceanográficos dominantes (ondas e marés) na região. O regime de ondas da área de estudo é predominantemente de nordeste e dominados pelas micro-marés. Integrando esses dados, pode se classificar a costa como dominada por marés.
- Classificação Morfogenética: Esta classificação se baseia na morfologia observada na costa e a sua origem. A região de estudo pode ser classificada como um litoral de costa rochosa primária (jovem), de morfologia irregular com promontórios e enseadas, de origem vulcânica modificadas por processos costeiros.

4.2. Análise Sedimentológica

4.2.1- Diâmetro Mediano do Grão (D_{50})

A partir dos dados gerados através do tratamento das amostras, foi originado histogramas com a análise granulométrica de cada uma delas, conforme pode ser observado abaixo (Figuras 8 a 15).

- Perfil A

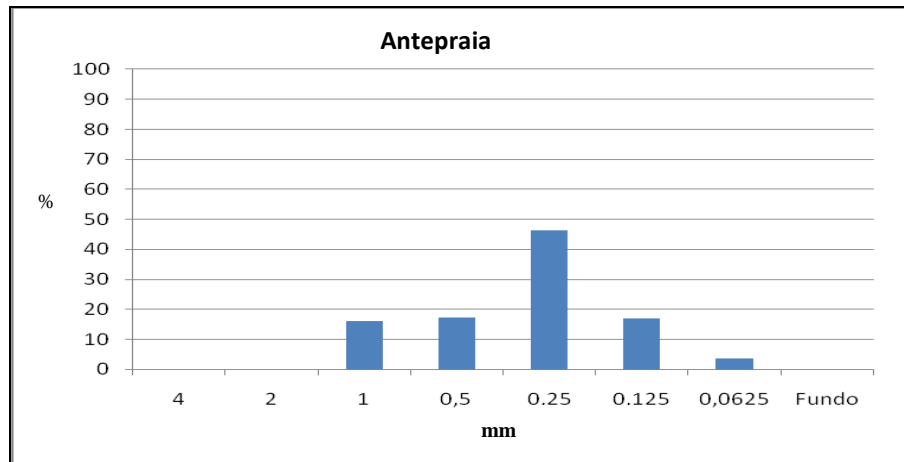


Figura 8: Histograma mostrando que 45 % da amostra na antepraia representam um D_{50} de 0,25 mm.

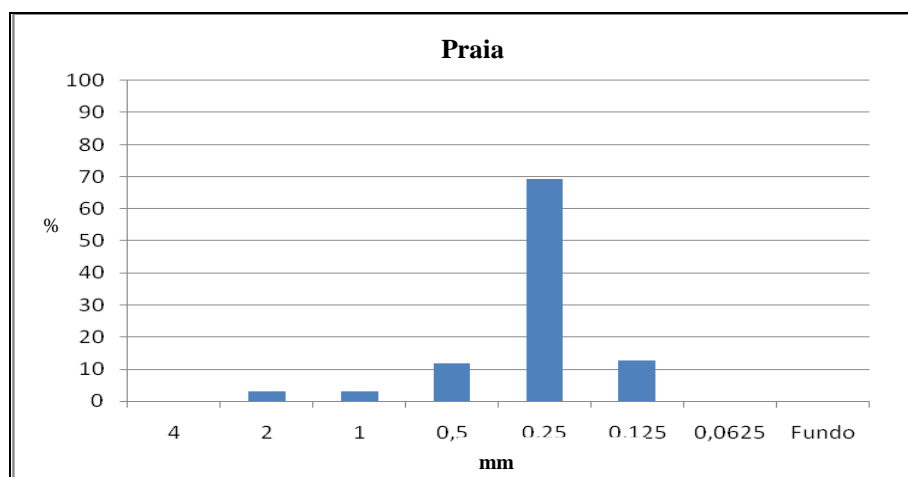


Figura 9: Histograma mostrando que 70 % da amostra da praia representam um D_{50} de 0,25 mm.

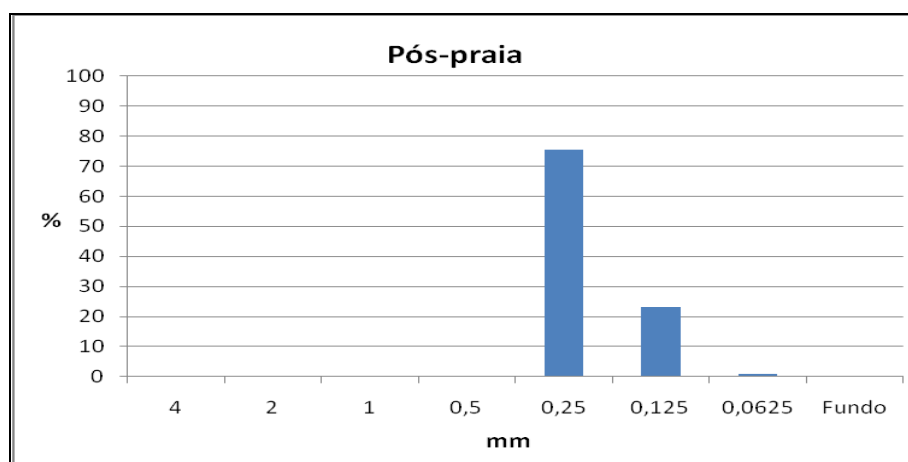


Figura 10: Histograma mostrando que 75 % da amostra na praia representam um D_{50} de 0,25 mm.

- Perfil B

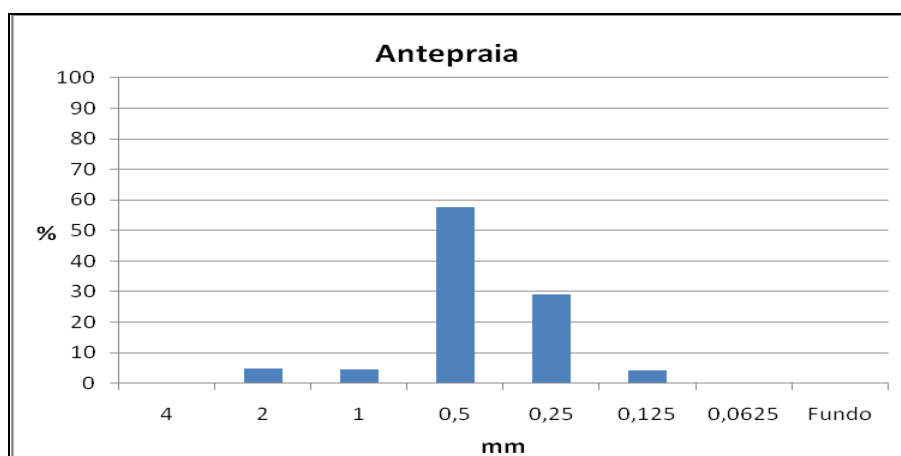


Figura 11: Histograma mostrando que 59 % da amostra na antepraia representam um D_{50} de 0,50 mm.

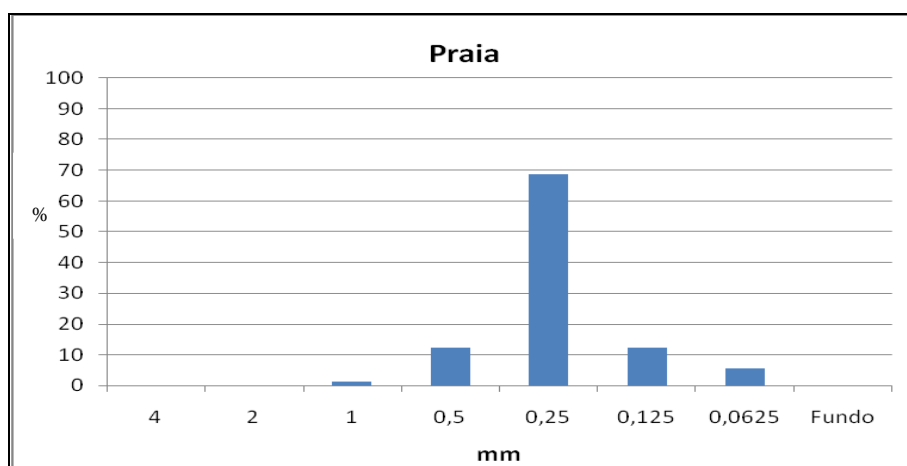


Figura 12: Histograma mostrando que 70 % da amostra na praia representam um D_{50} de 0,25 mm.

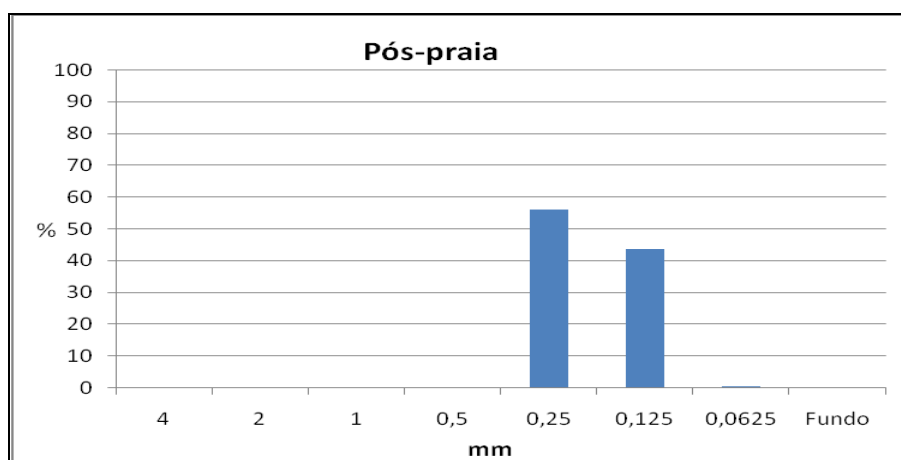


Figura 13: Histograma mostrando que 58 % da amostra na pós-praia representam um D_{50} de 0,25 mm.

- Duna 1

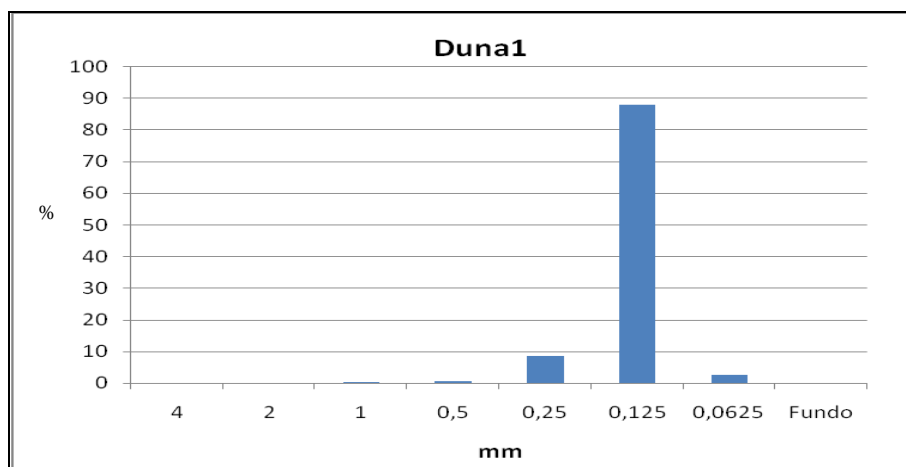


Figura 14: Histograma mostrando que 90 % da amostra na Duna1 representam um D_{50} de 0,125 mm.

- Duna 2

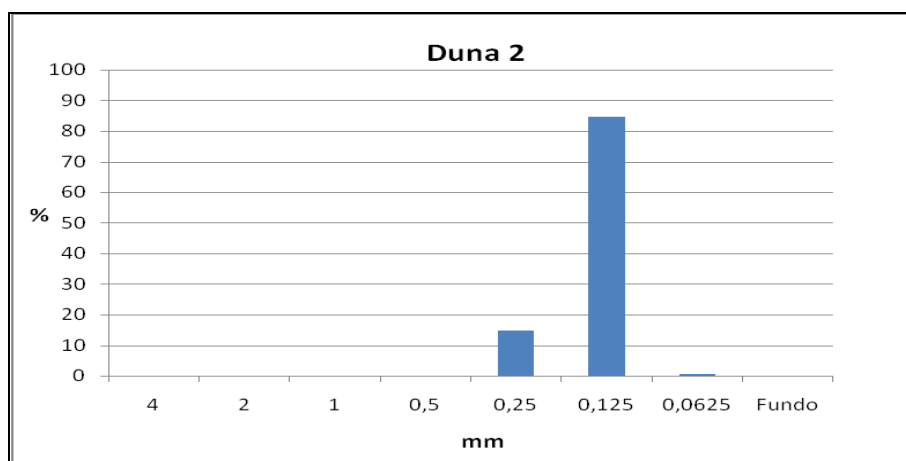


Figura 15: Histograma mostrando que 85 % da amostra na Duna 2 representam um D_{50} de 0,125 mm.

Na Tabela 3 observa-se o diâmetro mediano do grão para todas as amostras:

Tabela 3 – Diâmetro mediano dos grãos (D_{50}) para a praia do Farol.

Ponto de Coleta	Antepraia	Praia	Pós-praia
Perfil A	0,45	0,40	0,30
Perfil B	0,65	0,30	0,25
Duna 1	----	----	0,40
Duna 2	----	----	0,35

4.2.2-Grau de seleção

As tabelas 4 e 5 mostram o grau de seleção das amostras:

Tabela 4 – Valores da seleção das amostras.

<i>Ponto de Coleta</i>	<i>Ante-Praia</i>	<i>Praia</i>	<i>Pós-praia</i>
Perfil A	1,03	0,79	0,46
Perfil B	0,80	0,71	0,50
Duna 1	----	----	0,40
Duna 2	----	----	0,35

Tabela 5 – Grau de seleção das amostras obtidas na praia do Farol.

<i>Ponto de Coleta</i>	<i>Ante-Praia</i>	<i>Praia</i>	<i>Pós-praia</i>
Perfil A	Moderadamente selecionada	Moderadamente bem selecionada	Bem selecionada
Perfil B	Moderadamente selecionada	Moderadamente bem selecionada	Moderadamente bem selecionada
Duna 1	----	----	Bem selecionada
Duna 2	----	----	Muito bem selecionada

As análises sedimentológicas e granulométricas mostraram que todas as amostras possuem fração tamanho areia e uma porcentagem quase exclusiva de composição quartzosa.

De acordo com a escala de Wentworth (1922), as análises granulométricas mostram que no perfil transversal A as amostras variam na fração areia grossa a fração areia média, no perfil transversal B as amostras também variam nas mesmas frações e nas amostras das dunas ocorreu um predomínio da fração areia fina.

Através dos parâmetros estatísticos também podemos observar essa variação granulométrica a partir dos valores da mediana e do grau de seleção. O diâmetro médio do grão no Perfil A oscilou de 0,45 a 0,30, no perfil B de 0,65 a 0,25, na amostra Duna 1

apresentou o valor de 0,40 e na amostra Duna 2 o valor de 0,35. No grau de seleção mostrou que no Perfil A as amostras variam de moderadamente selecionada a bem selecionada, no Perfil B de moderadamente selecionada a moderadamente bem selecionada, na amostra Duna 1 é classificada como bem selecionada e na amostra Duna 2 como muito bem selecionada.

Os resultados obtidos mostraram que ocorre uma granodecrescência da antepraia para a pós-praia em ambos os perfis estudados.

A partir do estudo do clima de ondas da área, pode-se apontar que o transporte transversal e longitudinal de sedimentos é controlado por ação das ondas de nordeste.

Segundo Silva (1985), a mudança brusca na linha de costa propicia a existência de dois ambientes costeiros, supostamente expostos a níveis de energia distintos. Em termos regionais eles poderiam ser caracterizados da seguinte forma; os de menor energia relacionados às áreas localizadas ao norte da ilha do Cabo Frio, e os de maior energia às áreas localizadas a sul/sudoeste desta ilha.

Como fonte alimentadora desses sedimentos, a erosão dos afloramentos rochosos constitui ao lado dos componentes biogênicos o principal fornecedor de sedimentos para a praia, embora se suponha uma influência também da plataforma continental interna.

4.3. Cronologia da Evolução Holocênica da ilha do Cabo Frio

A partir do estudo das condicionantes ambientais da área e de trabalhos desenvolvidos na região de estudo, podemos propor que a cronologia da evolução holocênica da ilha do Cabo Frio ocorreu da seguinte forma:

- 1º Evento: Os quatro alinhamentos de *beachrocks* que encontramos na parte frontal da ilha do Farol marcam a linha de costa pretérita, bem como a constituição sedimentar da paleopraia, estando relacionados possivelmente a variações do nível do mar durante o Pleistoceno e o Holoceno. Segundo Castro & Suguio (2009), entre 13.130 a 11.149 cal AP,

ocorreu localmente uma variação do nível relativo do mar em torno de 5,0 m, correspondendo provavelmente oscilações negativas de -4,5 e positivas de + 1,0m. Devido à região da ilha do Cabo Frio ser dominada por uma zona de ressurgência é provável que o processo de litificação dessas rochas tenha ocorrido em condições de águas mais quentes em relação à atual.

- 2º Evento: A ocupação de comunidades de caçadores coletores a região propiciou na formação dos sambaquis que encontramos no campo de dunas e sobre o *beachrock* submerso. Segundo Savi et al(2005), este sítio arqueológico provavelmente foi formado entre 2700 a 1200 AP.
- 3ª Evento: O campo de dunas escalonares encontrados na praia do Farol obteve o seu o desenvolvimento morfológico numa fase mais seca em relação à atual, em um período de ressurgência mais intensa, onde com a baixa de pluviosidade e maior intensidade do ventos de nordeste favorecerem na formação deste campo de dunas, provavelmente por volta de 7000 anos AP.

5- CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Podemos concluir que os resultados obtidos pelos estudos das condicionantes ambientais atuantes na área, geração de um Modelo Digital do Terreno e estudos sedimentológicos foram integrados com a finalidade de sugerir uma classificação da linha de costa da ilha do Cabo Frio e compreender a sua evolução holôcenica.

Conforme resultados obtidos na elaboração do MDT, pode se observar que o ambiente holocênico da área de estudo encontra-se nas cotas altimétricas mais baixas da ilha e que a inflexão que ocorre na linha de costa neste ponto do litoral, influencia diretamente nos processos de sedimentação da área.

A ilha do Cabo Frio pode ser classificada como um litoral de costas rochosas de morfologia irregular com promontórios e uma pequena enseada.

Foi proposta uma cronologia da evolução holocênica para a área de estudo, em que primeiramente houve formação dos *beachrocks*, posteriormente a ocupação de comunidades de caçadores coletores e por fim o desenvolvimento do campo de dunas escalonares.

Portanto, este trabalho representa uma contribuição para o entendimento da classificação da linha de costa e da evolução holocênica da ilha do Cabo Frio, uma vez que a referida ilha ainda é muito pouco estudada em relação à evolução geológica recente. Recomenda-se a continuidade dos trabalhos dando um maior enfoque ao transporte e deposição de sedimentos induzidos por ondas e ventos.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SBG/NÚCLEO SÃO PAULO E RIO DE JANEIRO, 2°. SIMPÓSIO GEOLOGIA DO SUDESTE, *Atas*, 423-428.
- Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R.; Mizusaki, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (3): 125-138
- Andrés, J.R. & Gracia, F.J. 2000. *Geomorfologia Litoral: Processos Ativos*. Inst. Tecnológico GeoMineiro de España. 255p.
- Barbieri, E.B. 1984. Cabo Frio e Iguaba Grande, dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. In: Restingas: Origem, estrutura, processos, CEUFF, p. 3-13.
- Barbosa, D. S. 2003. *Sedimentação Orgânica na Lagoa Brejo do Espinho (Cabo Frio, RJ): Composição e Implicações Paleoclimáticas*. Programa de Pós-graduação em Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Dissertação de Mestrado, 90p.
- Castro, J. W. A. 2001. *Geomorfologia do sistema sedimentar eólico de Paracuru Ceará*. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 202p.
- Castro, J. W. A.; Antonello, L. L.; Gonçalves, R. A. 2003. Dunas costeiras obliquas do município de Cabo Frio / RJ - Brasil. *Ciências da Terra, Monte Caparica - Portugal*, 5: 26-29.
- Castro, J. W. A. 2006. Dunas da praia do Perú - Apa Pau Brasil - Cabo Frio / RJ: movimentação de sedimentos eólicos e problemas de soterramentos. In: XLIII CBG, Aracaju, 2006, p. 24-25.
- Castro, J. W. A.; Ramos; Senra. 2007. Coquinas da Paleolaguna da Reserva Tauá-Pântano da Malhada, RJ: Um registro do optimum climático holocênico. In: Sítios Geológicos e Paleontológicos - SIGEP / UNESCO. Editora Brasília: UNB, v. 2, p. 1-8.
- Castro, J. W. A.; Suguio, K. 2009. Oscilações do nível relativo do mar em Arraial do Cabo, Rio de Janeiro - Brasil: Registro local da transição entre o Holoceno e o Pleistoceno. In: VII REUNIÃO DO QUATERNÁRIO IBÉRICO, Faro – Portugal, 2009. Livro de Resumos / Libro de Resúmenes - El futuro del ambiente de la península Ibérica, Faro, Universidade do Algarve, p. 91-93.
- Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boi. IGA*, 1: 9-75
- Cordani, U.G. & Blazekovic, A. 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos - In: SBG/NÚCLEO BRASÍLIA, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. *Anais*, Brasília, p-265-270.
- Departamento de Recursos Minerais (DRM). 2004. Mapa Geológico. Disponível em: <http://www.drm.rj.gov.br/admin_fotos/ilha_cabofio/figura14.gif>. Acesso em: 15 de março de 2009.

Dias, F.F. 2005. *Migração de dunas e transporte de sedimentos sobre a infra-estrutura urbana de Cabo Frio - RJ*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 103p.

Dias, F.F.; Castro, J. W. A.; Seoane. 2008. Evolução e dinâmica sedimentar da praia do Peró - Cabo Frio / RJ nos últimos 7000 anos: Análise pretérita e atual. In: 44º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba, 2008. O planeta terra em nossas mãos. São Paulo: SBGEO, 2008, p. 612-612.

Dias, F.F. 2009. *Variações do Nível Relativo do Mar na região de Cabo Frio e Armação dos Búzios - RJ: Reconstrução Paleoambiental Holocênica e Cenários Futuros*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado.

Google Earth. Imagens de Satélite. 2007. Acesso em 10 de Novembro de 2009.

Inman, D.L. 1949. Sorting of sediments in light of Fluid Mechanics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 19(2): 57-70.

Martin, L; Suguio, K; Dominguez, J.M. 1997. *Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM. 112p.

Mohriak, W.U.; Barros, A.Z.; Fujita, A.M. 1990. Magmatismo e tectonismo cenozóico na região de Cabo Frio, RJ. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, RN, p.2873-2885.

Motoki, A. & Sichel, S.E. 2008. Hydraulic fracturing as possible mechanism of dyke-sill transition and horizontal discordant intrusion: an example of Arraial do Cano area, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: GEOFISÍCA INTERNACIONAL, Ciudad del Mexico. v. 47,p. 13-25.

Motoki, A.; Sichel, S.E; Aires, R. 2008. Intrusion mechanism of the dykes of Arraial do Cabo area, State of Rio de Janeiro, Brazil: fracture-fill or hydraulic fracturing? In: 4º SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Anais, Foz do Iguaçu, SBG, CD, 1-6.

Nimer, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro, 2 ed, IBGE.

Pereira, R.S. 2008. *Avaliação do risco geológico no arco praial do Peró município de Cabo Frio (RJ)*. 2008. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 110p.

Pinho, U.F. 2003. *Caracterização dos estados de mar na Bacia de Campos*. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 212p.

Rangel, F.E. 2005. *O campo de duna escalonar na praia do Peró - Cabo Frio: transporte de sedimentos, formas resultantes e impactos associados*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 97p.

Savi D.C., Tenório M.C., Calippo F.R., Toledo F.A.L., Gonzalez M.M.B. e Afonso M.C. 2005. Beachrock e o Sambaqui da Ilha do Cabo Frio, In: ANAIS DO X CONGRESSO BRASILEIRO DA ABEQUA, Guarapari, ES, 2005.

Savi, D. C. 2007. Erosão e acreção costeira na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, RJ. *Revista Brasileira de Geofísica* 25 (Supl.1): 91-99.

Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van schmus, W.R.; Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.

Schmitt, R. S.; 2001 *A orogenia búzios: um evento tectono metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no domínio tectônico de Cabo Frio – RJ*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado.

Sichel, S. E.; Schmitt, R.S.; Araújo A.L.N.; Skerepnek C.; Savi, D.C.; Alves, E.L.; Guerra, J.V.; Stanton, N. 2005. Guia de Excursão de Campo à Ilha do Cabo Frio. In: III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Cabo Frio, RJ, 22p.

Sichel, S.E., Araújo, A.L.N., Guedes, E., Mansur, K., Guimarães, P., Medeiros, F., Majdalani, S. 2004. Pontos de interesse geológico: Ilha do Cabo Frio - Arraial do Cabo. Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, Homepage, <http://www.drm.rj.gov.br/item.asp?chave=121>. Acesso: 14 de março de 2009.

Silva, A.C.1985. Sedimentação e morfologia do fundo da Plataforma Continental interna nas proximidades da Ilha do Cabo Frio – RJ. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 189p.

Silva, A. C.; Castro, J. W. A. 2008. Evolução batimétrica e sedimentológica da praia dos Anjos, Arraial do Cabo - RJ. *Anais Hidrográficos*, v. 65, p. 12-21.

Silva, C. G., PATCHINEELAM, S. M., NETO, J. A. B., PONZI, V. R. A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: Introdução a Geologia Marinha. Ed. Interciência, p.175-218.

Silva, G.L; DOURADO, M.S; CANDELLA, R.N. 2006. Estudo preliminar da climatologia da ressurgência na região de Arraial do Cabo Frio, RJ. In: ENCONTRO NACIONAL DOS GRUPOS PET- UFSC, 2006.

Souza, C. R. de G., Souza Filho, P. W. M., Esteves, L. S., Vital, H., Dillenburg, S. R., Patchineelam, S. M., Addad, J. E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. In: Quaternário do Brasil. Editora Holos, p.130-152.

SUGUIO, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, Universidade de São Paulo, Edgard Blücher. 400 p.

Thomaz Filho, A & Rodrigues, A.L.1999. O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-CaboFrio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2): 189-194.

Trouw R.A.; Heilbron M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.; Almeida, J.H.; Tupinambá, M.; Andreis, R.2000. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani., A. Thomáz Filho, D.A. Campos (Eds), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, p. 297-310.

Turcq, B; Martin, J; Flexor J.M; Suguio, K; Pierre, C & Tasayaco-Ortega, L. 1999. Origin an evolution of the Quaternary coastal Plain between Guaratiba and Cabo Frio, states of Rio de Janeiro, Brazil. In Knoppers, B; Bidone, E; Abrão, J.J. (eds) *Environmental Geochemistry of Coast Lagoon Systems*, Rio de Janeiro, Brazil. Série Geoquímica Ambiental 6: 25-46.

Zimbres, E; Kawashita,K; Van Schums,W.R. 1990. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ, e sua correlação com o Cráton de Angola, África.In: XXXVI CONGRESSO DE GEOLOGIA, p.2735-2743.